

La formación de cráteres de impacto. Un proceso fundamental en el Sistema Solar

Impact cratering. A fundamental process in the Solar System

JENS ORMÖ¹ Y ORIOL OMS²

¹ Centro de Astrobiología – CSIC - INTA. Ctra. de Torrejón a Ajalvir, km 4. 28850 Torrejón de Ardoz. E-mail: ormoj@cab.inta-csic.es

² Departamento de Geología. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra. E-mail: joseporiol.oms@uab.es

Resumen La formación de cráteres de impacto es un proceso importante en la formación de los planetas, incluyendo la Tierra. La aparente escasez de cráteres en la superficie de nuestro planeta si, por ejemplo, se compara con la de la Luna, es debida a la presencia de atmosfera y océanos, y al desarrollo generalizado de la tectónica de placas y los procesos erosivos, que dificultan la formación de cráteres de impacto y borran las estructuras resultantes. El estudio de los cráteres de impacto ha permitido llegar a una buena comprensión de sus procesos, sus causas y sus consecuencias geológicas y biológicas. Los impactos cósmicos producen tanto cráteres como litologías especiales (impactitas) y también pueden estar implicados en la formación de algunos yacimientos metálicos importantes y de reservorios de petróleo. Entre los efectos destructivos de los impactos están las extinciones en masa, tal como la del límite Cretácico-Paleógeno. De todos modos, pueden crear nuevas oportunidades para la evolución de la vida. De hecho, incluso se ha llegado a sugerir que los componentes más esenciales para la vida podrían haber llegado con cometas.

Palabras clave: Cráter, impacto, meteorito, Tierra.

Abstract *Impact cratering is an important process in planet formation, including Earth. The apparent scarcity of craters on the surface of our planet if, for instance, compared with the Moon, is due to the presence of an atmosphere, oceans, and the widespread occurrence of plate tectonics and erosive processes, both preventing crater formation and obliterating the resulting structures. The study of impact craters has led to a good understanding of the process, its causes, and its geological and biological consequences. Cosmic impacts produce both craters and special lithologies (impactites) and may also be involved in the formation of some important ore deposits and hydrocarbon reservoirs. Among the destructive effects of impacts is that of Mass extinctions such as that at the Cretaceous-Paleogene boundary. They may, however, provide new opportunities for the evolution of life. Indeed, it has even been suggested that the very building stones for early life on Earth may have arrived by comets.*

Keywords: Crater, impact, meteorite, Earth.

LOS ORÍGENES DE LOS PROCESOS DE FORMACIÓN DE CRÁTERES DE IMPACTO

El sistema solar nació de colisiones. Después de la condensación de los compuestos de los gases y el polvo de la nebulosa solar, esta colapsó en un disco giratorio y sus partículas sólidas y líquidas colisionaron y se agregaron para dar lugar a objetos sólidos cada vez más y más grandes (véase artículo de este monográfico por Trigo-Rodríguez y Martínez-Jiménez). Todos los meteoritos, pero muy especialmente las condritas por provenir de cuerpos

no diferenciados, son testigos de este proceso. La fluctuación continuada entre la acreción y la disrupción resultante de impactos dio lugar al crecimiento de los primeros objetos más grandes (> 1 km) capaces de atraerse entre sí directamente a través de su gravedad mutua. Se trata de los denominados planetesimales, que facilitaron un posterior crecimiento hasta dar lugar a cuerpos más grandes: los protoplanetas. Estos últimos objetos eran lo suficientemente grandes como para que en ellos se diferenciase una corteza, un manto y un núcleo primitivos, pero no sobrevivieron al proceso de formación

de planetas. Sus restos se reflejan en los meteoritos basálticos que habitualmente son brechas, mezcla de roca y hierro, y los enteramente de hierro, todos ellos representando fragmentos de su corteza, manto y núcleo primitivos, respectivamente. Dos de los protoplanetas, una 'proto-Tierra' y un objeto del tamaño de Marte llamado 'Theia', colisionaron en uno de los eventos de impacto más grandes del Sistema Solar. Por aquel entonces la proto-Tierra giraba a gran velocidad (con un periodo de giro de 2,5 h) lo cual provocó la expulsión de los materiales de su manto. Estos materiales expulsados del manto, más tarde formaron la Luna, mientras que los núcleos de los dos protoplanetas que impactaron se fusionaron en lo que actualmente es el núcleo de la Tierra. Con el tiempo, los efectos de marea (o sea, la interacción Tierra-Luna) redujeron la velocidad de rotación de la Tierra y la migración de la Luna hacia el exterior hasta su actual distancia de la Tierra (véase, por ejemplo, Canup 2008).

Más allá de Neptuno, sobrevivieron planetesimales helados. Sin embargo, la densidad del disco era tan baja que los planetesimales helados polvorientos sólo podían crecer hasta el tamaño de unos pocos kilómetros. Este es el origen de las "pequeñas bolas de nieve sucia" que encontramos entre los cometas del Cinturón de Kuiper. El cinturón de asteroides principal, que está situado entre Marte y Júpiter, es un conjunto de miles de objetos rocosos con tamaños que van desde pocos metros hasta 1.000 km. Estos objetos son restos de la formación del sistema solar que no pudieron formar un planeta debido a la gravedad de Júpiter.

Con el tiempo, los protoplanetas barrieron la mayoría de los escombros del interior del Sistema Solar hacia el cinturón de asteroides principal y la tasa de impacto bajó rápidamente. Sin embargo, en un periodo alrededor de 4.100 a 3.800 Ma parece que hubo un aumento drástico de los impactos, el llamado Bombardeo Intenso Tardío. Un cambio en la ubicación de los planetas gigantes de gas (principalmente Júpiter y Saturno), al final del período

de acreción del sistema solar, causó resonancias a través del cinturón de asteroides y hasta incluso a través del cinturón de Kuiper. Esto aumentó la excentricidad orbital de algunos objetos, básicamente de la banda interior del cinturón de asteroides principal, ahora agotado casi por completo. Esto permitió a estos objetos entrar en el sistema solar interior e impactar con los planetas terrestres. Muchos de los cráteres de este Bombardeo Intenso Tardío se pueden ver actualmente, por ejemplo, en las cicatrices de las superficies de la Luna y Marte.

En este capítulo hacemos una introducción al proceso de formación de cráteres de impacto y el papel de los impactos en el Sistema Solar, centrándonos en el tiempo posterior al Bombardeo Intenso Tardío y comentando algunos ejemplos concretos de cráteres de impacto que se han reconocido en la Tierra (Fig. 1).

ANTECEDENTES HISTÓRICOS EN EL ESTUDIO DE LA FORMACIÓN DE CRÁTERES DE IMPACTO

Existen varias fuentes de información que explican la historia de la investigación de los cráteres de impacto. En este trabajo se han utilizado, principalmente, datos de Melosh (1989) y Koeberl (2001).

Podemos considerar que los estudios modernos de los cráteres de impacto comenzó con las observaciones que Galileo Galilei hizo de cráteres lunares en 1609, aunque no sostuvo ninguna teoría firme sobre la causa de su formación. Sin embargo, llegó a la conclusión de que existían depresiones por como se iluminaba su contorno, y que algunos de estos cráteres tenían picos centrales. Algo más tarde (1665), el filósofo de la naturaleza, arquitecto y pensador inglés Robert Hooke especuló sobre el origen de los cráteres lunares. Realizó experimentos con 'alabastro hervido' que le llevaron a sugerir que los cráteres se habían formado por algún tipo de explosiones de gas. Sin embargo, Hooke también hizo experimentos al dejar caer balas de mosquete

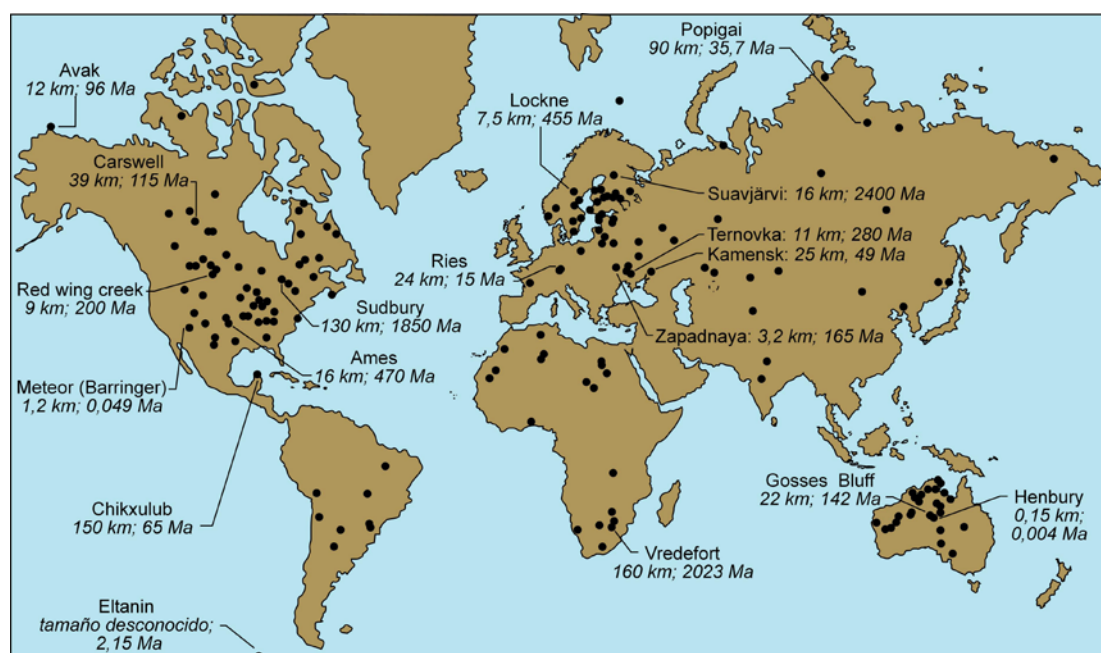


Fig. 1. Estructuras de impacto según la Earth Impact Database (consulta febrero 2014) y Gerson et al. (1997) para el cráter de Eltanin. De los mencionados en el texto o figuras, se detalla el diámetro del cráter (en kilómetros) y su edad de formación (en millones de años). Los más grandes de la Tierra son Vredefort (160 Km) y Chicxulub (150 km) y los más antiguos son Suavjärvi (2400 Ma) y Vredefort (2023 Ma).

en el fango y se dio cuenta de su similitud con los cráteres lunares. Pero por aquel entonces existía el consenso de que el espacio interplanetario estaba vacío y Hooke no pudo encontrar ninguna explicación de dónde podrían proceder los cuerpos impactantes. Doscientos años después, el geólogo estadounidense Grove K. Gilbert, durante su extenso trabajo en partes del oeste de Estados Unidos, examinó los posibles orígenes de un cráter en Arizona, ahora conocido como Cráter del Meteorito (Fig. 2) y que entonces se denominaba Coon Butte. Este cráter no es particularmente grande (1,2 km) en comparación con otros cráteres que ahora se conocen en otras partes del mundo, pero está muy bien conservado y se ha convertido en una estructura de referencia cuando se habla de cráteres de impacto. A pesar de ser un destacado defensor sobre el origen de los cráteres lunares a través de impactos y de haberse adelantado en reconocer varias características de estos cráteres que hoy consideramos diagnósticas de impactos, Gilbert llegó a la conclusión de que Coon Butte fue el resultado de una explosión de vapor volcánico en lugar de un impacto de un meteorito. Un argumento que propuso en contra del impacto fue que un meteorito de hierro debería generar anomalías magnéticas en el cráter, y que estas no se detectaban. Consideró que los fragmentos de meteorito hallados en la periferia eran mera “coincidencia”. Otro aspecto que le preocupaba era porqué todos los cráteres lunares observados hasta entonces eran redondos y no ovalados como cabría esperar de un impacto oblicuo (que sería el tipo más frecuente), tal y como él mismo había observado en sencillos experimentos a baja velocidad.

La comprensión de los impactos de alta velocidad hizo un gran progreso a inicios del siglo XX, en parte debido a los avances de la tecnología armamentística. Ernst Öpik, un astrónomo estonio, señaló en 1914 que el impacto de un proyectil de alta velocidad podría compararse con una explosión y, en consecuencia casi todos los cráteres serían circulares. Sin embargo, el artículo fue escrito en ruso en una revista de Estonia. Pero otros científicos contemporáneos habían llegado a ideas similares. Unos diez años más tarde, Algernon C. Gifford demostró matemáticamente que los cráteres lunares se pueden comparar mejor con los cráteres de ex-

plosión, y muy poco después Robert S. Dietz (ver Bourgeois y Koppes, 1998) y posteriormente Ralph B. Baldwin (1949) utilizaron la geología comparativa para mostrar que los cráteres lunares eran más similares a los cráteres de explosión que a los cráteres volcánicos.

Pero el debate sobre Coon Butte (también en aquel tiempo llamado Coon Mountain o Canyon Diablo) continuó. El empresario minero Daniel Barringer hizo grandes esfuerzos para encontrar lo que él creía que debería ser un enorme meteorito de hierro enterrado bajo el fondo del cráter, pero sin ningún éxito. Había un gran consenso en que el cráter se debió a algún tipo de actividad volcánica (por ejemplo, un cráter volcánico tipo maar). Sin embargo, los meteoritos y los posibles cráteres de meteorito, algunos de ellos clasificados como estructuras “cripto-explosivas”, suscitaban interés. A mediados de la década de 1940, la Junta de Nomenclatura Geográfica de Estados Unidos nombró oficialmente a la estructura como “Meteor Crater”, y la Sociedad Meteorítica lo amplió a “Barringer Meteor Crater”, en honor a D. Barringer por sus esfuerzos para establecer la estructura como un cráter de meteorito (ver Llorca, 2004). Pero la controversia iba a continuar durante otro par de décadas. Varios científicos todavía alegaban que el cráter era debido a las fuerzas terrestres, e incluso se propuso una hipótesis de dolina kárstica. Esto hizo que Harvey H. Nininger, una autoridad en meteoritos en ese momento, presentase una lista de hechos previamente publicados que demostró que el cráter se formó a partir de un impacto explosivo de meteorito y también refutó la hipótesis de la dolina. En aquellos tiempos se había descubierto que la sílice bajo presiones extremadamente altas puede formar una variedad (polimorfo) mucho más densa. En honor a su descubridor, Loring Coes, fue nombrada coesita. Pronto se hizo evidente que la coesita sólo se producía de forma natural en cráteres de impacto donde las presiones podían ser mucho más altas que en cualquier otra parte de la corteza terrestre. Estimulado por el descubrimiento de coesita, en los 1950 el geólogo Eugene M. Shoemaker realizó un detallado estudio geológico y estructural del Cráter del Meteorito y tomó muestras de rocas impactadas que podían ser potencialmente ricas en cuarzo. Envío las muestras a analizar a un colega del Servicio Geológico de los EE.UU. en Washington y pronto obtuvo la respuesta de que contenían abundante coesita. Se había descubierto un primer criterio inequívoco para el reconocimiento de un cráter de impacto. Este criterio iba a ser seguido por otros pocos, como por ejemplo, los conos astillados (*shatter cones*), rasgos de deformación planar (*planar deformation structures o PDF*) en ciertos minerales, y ciertos elementos que indican un componente meteorítico en los materiales generados por el impacto. Esto abrió la puerta al reconocimiento de un número cada vez mayor de sitios de impacto por todo el mundo, que por ahora está llegando a un total de alrededor de 184 (Earth Impact Database, noviembre de 2013, Fig. 1). Pero ¿qué sabemos acerca de la idea Barringer sobre la existencia de un enorme meteorito enterrado bajo el Cráter del Meteorito?. Pues podemos responder a

Fig. 2. El Meteor Crater (Arizona, EUA). Fuente: Nasa Earth Observatory, Autor: Robert Simmon, a partir del National Map Seamless Server (USGS). <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=39769>



esta incógnita dado que, con el aumento de la comprensión del proceso de formación de cráteres y las velocidades cósmicas implicadas, se hizo evidente que el cuerpo impactando habría sido pequeño (unas pocas decenas de metros) y que en el momento del impacto se habría fragmentado mucho, y en parte incluso vaporizado. Algunos de esos meteoritos metálicos todavía se encuentran en los alrededores del cráter y el mayor de ellos se encuentra expuesto en el museo contiguo al cráter (véase en recurso web: Barringer Meteor Crater).

DISTRIBUCIÓN DE CRÁTERES DE IMPACTO EN LA TIERRA

Al mirar la Luna, e incluso Marte, uno puede preguntarse por qué sus superficies paseen tal cantidad de cráteres en comparación con la superficie de la Tierra (ver Fig. 1). De hecho, la cantidad de impactos que se calcula han recibido los cuerpos antes mencionados, es comparable a los que ha recibido la Tierra desde el Bombardeo Intenso Tardío. Pero hay algunas diferencias fundamentales que explican esta situación (ver Stewart, 2011). Ante todo, la Tierra ha sido un planeta geológicamente muy activo a lo largo de su historia. Mientras que la superficie de la Tierra se está reconfigurando constantemente por los movimientos de las placas tectónicas y las poderosas fuerzas de erosión causadas por los agentes atmosféricos, la Luna tiene partes importantes donde la reconfiguración de la superficie se debe solamente a los cráteres de impacto (a excepción de las coladas de lava que conforman los denominados mares (Maare), que cubren alrededor del 15% de la superficie, que se formó aproximadamente entre 3.000-3.500 Ma. Marte tiene una tenue atmósfera, suficiente para generar erosión eólica, y también hay evidencias de eventos fluviales periódicos durante intervalos (sobre todo muy tempranos) de la historia del planeta. Sin embargo, la erosión y el rejuvenecimiento de la superficie de Marte es insignificante en comparación con la de la Tierra, que ha dejado la superficie marciana densamente cubierta por cráteres de impacto. Además, la superficie de la Tierra ha estado recubierta al menos en su 70% por los océanos durante la mayor parte de su historia, y casi la mitad del océano tiene más de 3 km de profundidad. Esto tiene un fuerte efecto protector del fondo marino frente a la generación de cráteres de impacto, excepto cuando los proyectiles son excepcionalmente grandes. Una estimación simple dice que el diámetro del proyectil tendría que ser aproximadamente el mismo que la profundidad del agua para poder generar algún cráter significativo en el fondo marino. Impactos de objetos con un diámetro de unos 3 km pueden ocurrir una vez cada diez millones de años aproximadamente (Chapman, 2004).. Teniendo en cuenta que todos los fondos oceánicos son más jóvenes de 185 Ma debido a la subducción, sólo cabe esperar que se puedan encontrar unos pocos de estos cráteres submarinos. Sólo se conoce un impacto profundo que, sin embargo, no conserva un cráter. Es el lugar del impacto Eltanin, con una edad de 2,5 Ma y que se encuentra mar adentro frente a las costas de Chile.

Otro factor que influye en el número de cráteres descubiertos en la Tierra es que gran parte de la corteza continental está cubierta por sedimentos recientes que recubren rocas más antiguas que potencialmente puedan presentar cráteres. Varios de los cráteres de impacto del mundo se conocen sólo por sondeos profundos y estudios geofísicos. Estos estudios se han realizado sobre todo en áreas de potencial interés económico, por ejemplo, yacimientos de hidrocarburos, y es posible que todavía queden muchos cráteres enterrados por descubrir.

La atmósfera de la Tierra también presenta un efecto de protección contra los impactos más pequeños pero más frecuentes (Bland y Artemieva, 2003). Existe un tamaño mínimo para que los meteoroides puedan sobrevivir su tránsito por la atmósfera hasta alcanzar la Tierra con suficiente energía cinética como para excavar un cráter. Esto depende de la resistencia del objeto a los esfuerzos generados por la atmósfera, pues un meteorito de hierro es mucho más resistente que un meteorito rocoso poco consolidado. Para un meteorito de hierro este tamaño mínimo sería de un par de decenas de metros (es decir, que habría hecho un cráter de unos pocos cientos de metros de ancho en una Tierra sin aire), mientras que para un meteorito rocoso sería de cien o más metros (es decir, una cráter de 1 km en una Tierra sin aire). Los objetos más pequeños, en general, explotarían al cruzar la atmósfera, pero los fragmentos aún podrían llegar al suelo con velocidades muy reducidas. La delgada atmósfera de Marte tiene un efecto de protección similar, aunque obviamente es mucho más débil, y en el caso de la Luna, que no tiene atmósfera, todos los tamaños pueden generar cráteres en la superficie, incluso los micrometeoritos.

Los factores sociológicos también tienen su importancia en cuanto al número de cráteres conocidos en el mundo. Si uno mira el mapa de distribución de cráteres de impacto en la Tierra (por ejemplo en la página web *Earth Impact Database*, Fig. 1), está claro que las zonas más desarrolladas del mundo están sobrerrepresentadas en comparación con las regiones remotas y poco desarrolladas. Esto se puede explicar por la combinación de las dificultades físicas de acceso a las áreas en cuestión, y la toma de conciencia general y el nivel educativo de la población. Esto último permite ver cómo en aquellas áreas donde ha habido, o siguen activos, grupos de investigación que estudien los cráteres de impacto, se observa una mayor densidad de distribución de cráteres. Son ejemplos: Sudáfrica, Norteamérica, Norte de Europa y Australia. De todos modos, en los últimos años, esta diferencia se está reduciendo.

EL PROCESO DE FORMACIÓN DE CRÁTERES

Una cuestión de energía

Cuando un objeto cósmico viaja a través del espacio tiene una enorme cantidad de energía cinética. La energía cinética depende en cierta medida de la masa del objeto, pero aumenta con la velocidad. Así, para los objetos más pequeños, como la mayoría de los asteroides y cometas que viajan con velocidades cósmicas (es decir, kilómetros por segundo)

lo que realmente importa es su velocidad. La misma Tierra está viajando en su órbita alrededor del Sol alrededor de 30 km/s. Los objetos más rápidos del Sistema Solar son algunos de los cometas que tienen velocidades justo debajo de la velocidad de escape del Sistema Solar (aprox. 42 km/s). Imaginaos la liberación de energía cinética que se produciría si uno de estos cometas impactase frontalmente con la Tierra!. Por otro lado, si un objeto en movimiento lento alcanzase la Tierra en su órbita, la velocidad de impacto sería la velocidad de escape de la Tierra, unos 11 km/s. Sin embargo, los astrónomos han calculado que la velocidad de impacto más habitual para los impactos más grandes en la Tierra, es decir aquellos que mantienen la velocidad cósmica al cruzar la atmósfera, es de aproximadamente 24 km/s para asteroides procedentes del cinturón principal y 16 km/s para Asteroides próximos a la Tierra . ¡Esto es 18 veces la velocidad de la bala de un rifle potente!.

Toda esta energía cinética que lleva el proyectil (es decir, el objeto impactante si se trata de un asteroide o un cometa) se libera al instante en un solo punto en la superficie del impacto. Esto es un proceso diferente a todos los otros procesos geológicos endógenos donde la energía se libera durante un periodo de tiempo más largo para un área (o volumen) mucho más grandes, como por ejemplo las erupciones volcánicas o los terremotos. La energía cinética se transfiere en ondas de choque sísmicas y calor. Para los llamados impactos a hipervelocidad aquí tratados, las ondas de choque viajan a través del material impactado con velocidades supersónicas, que imprimen una deformación tan fuerte que no permite que la roca se deforme de manera convencional. La deformación que se provoca en la roca es extrema e incluso puede ir acompañada de su fusión y vaporización (véase artículo en este monográfico de Moyano-Camero y Trigo-Rodríguez). Para impactos que se producen a varios kilómetros por segundo o más, la cantidad de energía por unidad de volumen es similar a la de explosivos químicos. Así, el evento de impacto se puede comparar con una explosión, aunque con algunas diferencias importantes: no tiene en cuenta el impulso aportado por el proyectil, no da información sobre los efectos del ángulo de impacto y conlleva expansión de gases que afectan el proceso de excavación de un modo muy distinto a como ocurriría con el impacto de un proyectil.-

El proceso completo de formación de cráteres (Fig. 3) es un continuo que va desde la transferencia de energía a la roca impactada hasta los movimientos de fragmentos de roca en el cráter. Para simplificarlo se ha sido dividido en tres etapas (Gault et al. 1968): la etapa de contacto y compresión, la etapa de excavación y la etapa de modificación.

Etapa de contacto y compresión

Esta es la primera etapa en el proceso de formación de cráteres y comienza cuando el proyectil entra en contacto con la superficie impactada (Fig. 4). El proyectil aparta el material impactado fuera de su camino, lo comprime y lo acelera a una fracción importante de la velocidad de impacto. Cuando la resistencia de la roca impactada ha desacelerado el

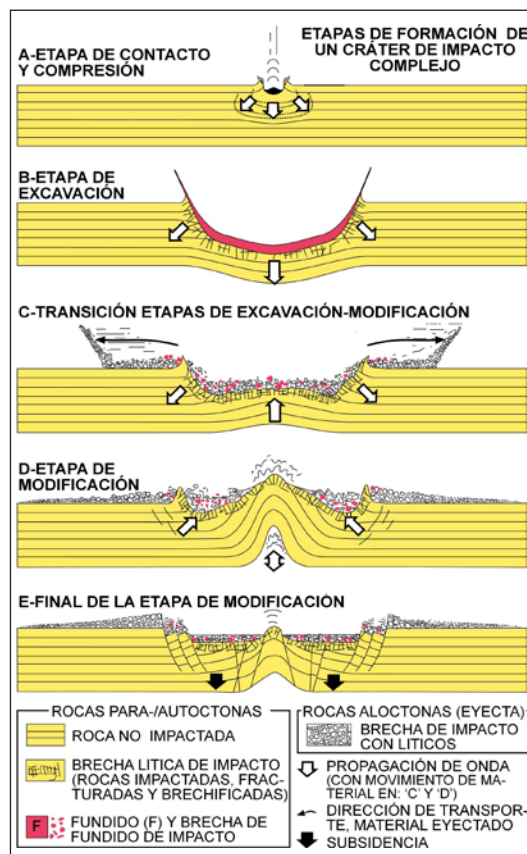


Fig. 3. Etapas en la formación de un cráter de impacto complejo

proyectil, este ha penetrado dos veces su diámetro en la roca impactada. Para entonces el proyectil ha liberado casi toda su energía cinética. Inmediatamente al entrar en contacto con la roca impactada se acumula una presión extrema que es mayor que cualquier otro proceso geológico existente en la corteza terrestre. Las ondas de choque se propagan tanto hacia la roca impactada como hacia la parte trasera del proyectil. Cuando la onda de choque alcanza la superficie libre de la parte trasera del proyectil (donde el contraste físico no permite el continuo desplazamiento del choque), la onda se refleja de nuevo como una onda de rarefacción o tensa. El paso de las ondas de rarefacción a través del proyectil hace que el material descargue las altas presiones de choque causando la fusión casi completa e incluso vaporización del proyectil. Se considera que

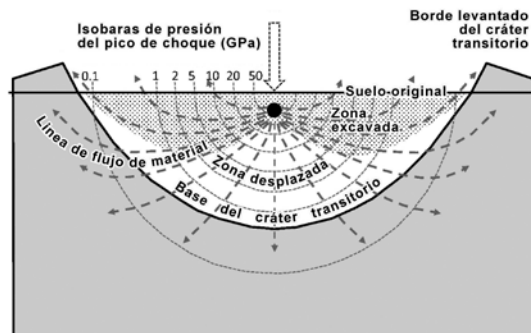


Fig. 4. Cráter transitorio y líneas de flujo de material en la formación de un cráter de impacto. Modificado de French (1998).

la etapa de contacto y compresión termina cuando el proyectil está completamente descargado. En la roca impactada ocurre lo mismo con el frente de choque que se propaga hacia el exterior. El material fuertemente impactado (o sea, vaporizado) que se produce en la superficie de contacto entre el objetivo y el proyectil es propulsado a modo de chorro (*jet*) a velocidades que pueden superar la velocidad de impacto. Al mismo tiempo, un penacho de vapor se expande rápidamente y de manera más o menos semiesférica, hacia arriba a partir de un anillo que rodea el proyectil. Aunque parece que ocurren muchos procesos durante la fase de contacto y compresión, todo se produce en fracciones de segundo, incluso para grandes impactos.

Etapas de excavación

En este momento se da el auténtico crecimiento del cráter. El proyectil ya ha desempeñado su papel y ha transferido su energía cinética en ondas de choque y calor durante la etapa de contacto y compresión. A partir de ahora tendrá un papel pasivo, literalmente dejándose llevar por la corriente. El penacho de vapor continúa expandiéndose hacia el exterior y hacia arriba desde el lugar del impacto. La propagación hacia el exterior de la roca impactada del frente de choque, que es más o menos semiesférica, se inicia en un punto que es aproximadamente la profundidad de penetración del proyectil. Durante la expansión de la onda de choque hacia el exterior esta se debilita evolucionando a una onda de tensión y finalmente a una onda elástica. Este debilitamiento es debido a que su energía se distribuye por un volumen cada vez mayor de materiales y a la pérdida irreversible de energía en material comprimido por el choque. A medida que la onda de tensión se mueve hacia el exterior, todavía con velocidad supersónica, desplaza material radialmente desde el punto de impacto. Al mismo tiempo, las ondas de choque que viajaban hacia arriba se encuentran con la superficie libre de la roca impactada y se reflejan en forma de ondas de rarefacción que se vuelven a propagar de nuevo hacia abajo. Esto hace que detrás del choque se genere un gradiente de presión hacia arriba, lo cual añade una componente hacia arriba en el material acelerado por el choque. Esta compleja interacción entre ese material acelerado por el choque moviéndose hacia el exterior y el gradiente de presión hacia arriba generado por la onda de rarefacción, produce un campo de flujo hacia el exterior y hacia arriba. El material se mueve a lo largo de lo que se puede describir como líneas de corriente que comienzan en la pared de la cavidad en crecimiento que está centrada aproximadamente en el punto de penetración del proyectil. Algunas de estas líneas de corriente se doblarán hacia la superficie de la roca impactada y van a permitir que el material sea excavado en forma de eyección (*ejecta*) balística (ver más adelante y Moyano-Camero y Trigo-Rodríguez en este monográfico)). Las líneas de corriente más profundas no transportarán material hacia la superficie y éste tan solo será desplazado hacia abajo y hacia el exterior. En todo momento la cavidad del cráter está en movimiento y está tapizada por un fundido de roca impactada y material del proyectil. A medida

que las líneas de corriente de excavación en la zona excavada cruzan las isobaras de choque inicialmente hemisféricas, el material excavado contendrá material de todas las etapas de choque, incluyendo fundidos. El cráter sigue creciendo hasta que la combinación de ondas de choque y de rarefacción ya no son lo suficientemente fuertes como para eyectar o desplazar el material del cráter en desarrollo. La cavidad ahora tiene forma más o menos de cuenco y se llama cráter transitorio. Es transitorio, porque las fuerzas gravitacionales y las fuerzas mecánicas de la roca ahora comenzarán a modificarlo hasta llegar a su estado final de relajación. La formación del cráter transitorio marca el final de la etapa de excavación y el comienzo de la etapa de modificación. Es importante tener en cuenta que solamente entre la mitad y el tercio superiores del cráter transitorio es excavado y eyectado. El resto del cráter se forma por desplazamiento de material.

El tiempo necesario para la excavación de un cráter transitorio se puede calcular en cerca de 6 segundos para un cráter de 1 km, como el cráter Meteor de Arizona, mientras que para un cráter de 150 km como el Chicxulub de México (aproximadamente 90 km de diámetro del cráter transitorio) puede ser de cerca de un minuto.

En los impactos denominados de hiper-velocidad, el proyectil básicamente mantiene su velocidad cósmica al cruzar la atmósfera. Al impactar, las ondas de choque se propagaran a través de la roca impactada a una velocidad más rápida que la del sonido. Entonces, empieza el flujo de excavación tal y como se ha descrito anteriormente. Los impactos denominados de baja velocidad difieren en que la mecánica de formación de los cráteres de impactos ya que el proyectil no consiguen cruzar la atmósfera a velocidad cósmica constante y al entrar en lo alto de la atmósfera, explotan y se fragmentan y al impactar producen campos de cráteres, cada uno de los cuales mide de metros a decenas de metros.

Etapas de modificación

La modificación del cráter tiene una definición un poco amplia. La etapa de modificación inicial se puede considerar que “acaba cuando las cosas dejan de caer” (French 1998), pero los procesos de la etapa de modificación tardía (que incluyen procesos geológicos externos como movimientos en masa, erosión y sedimentación) continuarán hasta que el cráter esté completamente borrado, lo que puede tardar millones de años, dependiendo de su tamaño, el contexto de la roca impactada y el entorno planetario en el que el cráter es excavado: la erosión es más intensa en planetas tectónicos y con atmósfera. En general, los procesos de la etapa temprana de modificación dependen del tamaño de cráter transitorio, la litología de destino (es decir, su resistencia), y la aceleración gravitatoria del cuerpo impactado. En los cráteres terrestres más pequeños de 2-4 km (el valor más pequeño para la roca más débil) su cráter transitorio sólo se ve modificado por colapsos menores que afectan la parte más alta e inclinada de las paredes, la cual cosa genera a un aumento del diámetro del cráter de hasta un 20 %. Después del impacto, estos cráteres pequeños tienen la misma profundidad que el cráter transitorio

inicial, manteniendo su forma simple de cuenco, es decir, un cráter simple. En los cráteres transitorios mayores, las fuerzas gravitatorias superan la resistencia de la roca y, a la vez que se produce el levantamiento del centro del cráter (el proceso exacto es todavía controvertido), los movimientos de material hacia abajo y hacia adentro causan hundimiento en terrazas de la pared y el pico central. Estas últimas características definen lo que es un cráter complejo (que es el ejemplo que viene en la figura 3). Estudios recientes han demostrado que, de hecho, el levantamiento del fondo del cráter puede comenzar antes de que se alcance el diámetro final del cráter transitorio, la cual cosa enfatiza el proceso continuo de la formación del cráter.

EL CRÁTER DE IMPACTO Y OTROS PRODUCTOS

Un cráter es el efecto más obvio de un impacto. El tamaño del cráter no solo dependerá de las dimensiones del cuerpo impactante, sino también del sustrato impactado (por ejemplo, la superficie de la Tierra o el océano profundo). Pero los efectos de un impacto van mucho más allá del cráter, y aunque la morfología del cráter esté completamente desgastada por la erosión, las huellas del impacto todavía se pueden detectar a grandes distancias, incluso a nivel mundial para un gran evento de impacto.

Forma del Cráter según el sustrato impactado

La preservación de la morfología externa de un cráter de impacto en la superficie de la Tierra es generalmente efímera a escala de tiempo geológico. Además, un cráter erosionado o una roca impactada exhumada pueden mostrar una estructura reconocible que más allá de la morfología del propio cráter de impacto. Ejemplos de tales estructuras pueden ser señales geofísicas en forma de anillo, zonas con muchas brechas o relictos erosivos de las rocas de fundido de impacto más competentes. Todas las estructuras de impacto, tanto si conservan el cráter como si no, se les denomina *astroblemas*. Sobre los cuerpos planetarios con una atmósfera, como nuestro planeta, los impactos pueden ocurrir ya sea a velocidad cósmica constante, como se ha dicho anteriormente, o con velocidades muy reducidas tras la explosión del cuerpo original durante el impacto con la atmósfera de la Tierra. En este capítulo vamos a tratar sobre todo con el primer grupo de los impactos, es decir, los impactos a hipervelocidad.

Las dimensiones de un cráter de impacto a hipervelocidad pueden depender de varios factores. El más obvio es, por supuesto, la energía cinética del objeto. Como la mayoría de los impactos a hipervelocidad en la Tierra se producen a la velo-

cidad antes mencionada de 18 km/s, el principal factor de variación en el tamaño de los cráteres es la masa del meteorito. Pero el hecho de que la mayoría (> 95%) de los grandes objetos causantes de cráteres sobre la Tierra son meteoritos rocosos con una densidad alrededor de 3 g/cm³, junto con el hecho de que es mucho más simple comparar las dimensiones del cráter con las del objeto impactante, generalmente se habla más del tamaño del cuerpo impactante que de su masa. El diámetro de un cráter es de 10 a 15 veces más grande que el meteorito que lo crea. Los cráteres de la Tierra menores de 4,2 km, tienen una geometría sencilla en forma de cuenco, ya que no sufren ninguna modificación importante debida a la gravedad. En consecuencia, se llaman cráteres simples. En un cráter de impacto simple acabado de formar, la proporción típica entre la profundidad y el diámetro es aproximadamente 1/5. La diferencia entre la profundidad y el diámetro con respecto al cráter transitorio (1/3, véase más arriba) se explica por un crecimiento de aproximadamente el 20% de su diámetro por colapso de la pared durante la modificación de cráter, que también genera un depósito lenticular de brecha dentro del cráter que llena gran parte del cuenco. A medida que los cráteres son más grandes, acostumbran a tener un pico central y la pared del cráter en terrazas debido al colapso gravitacional de la cavidad transitoria inicial. El cráter resultante se llama cráter de impacto complejo y a medida que aumentan de tamaño el cráter adquiere estructura de pico-anillo (*peak-ring*) o multi-anillo (*multi-ring*). Los impactos más grandes, por lo general se formaron durante la fase primigenia de acreción planetaria en que todavía grandes planetesimales eran abundantes (véase más arriba), y son la tercera clase de los cráteres de impacto, las cuencas de impacto. Al no haber actualmente estructuras de este tipo en la Tierra y al ser generalmente rara en el Sistema Solar, no se describen aquí.

La morfología general de los cráteres de impacto (Figs.1 y 5) más habituales, los pequeños y medianos, no viene muy condicionada por el tipo de roca impactada, aunque los cráteres en rocas sedimentarias poco cohesionadas tienden a colapsarse más fácilmente que si se trata de rocas cristalinas muy consolidadas. Sin embargo, las estructuras preexistentes en la roca impactada pueden influir en gran medida la forma del cráter. Por ejemplo, el Cráter del Meteoro tiene un contorno cuadrado en vez de circular a causa del conjunto de fracturas con diferentes direcciones que ya existían en las rocas sedimentarias aún por impactar. A la vez, una zona de impacto que tenga varios niveles (por ejemplo, una cobertera de sedimentos sobre un zócalo cristalino) dará lugar a crá-



Fig. 5. Vista des del suelo del cráter principal del campo de cráteres (crater field) de Henbury (4.200 años, Australia).

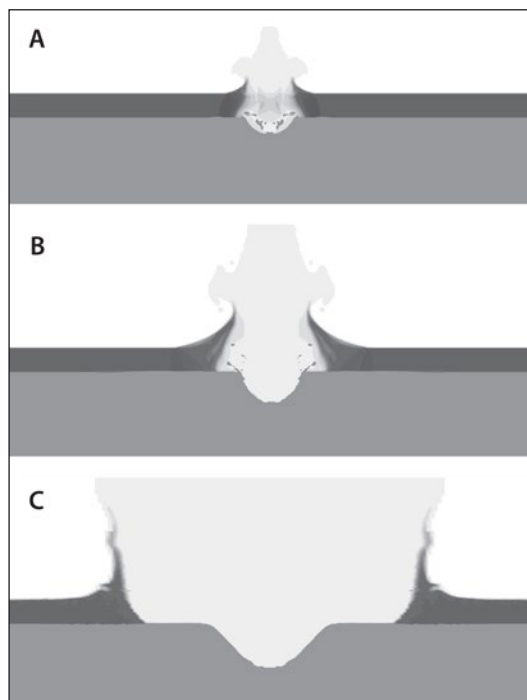


Fig. 6. Esquema del crecimiento de un cráter de impacto complejo sobre una capa más débil y ligera que recubre un substrato más fuerte y denso (por ejemplo, una cobertera sedimentaria sobre un zócalo cristalino). Simulación de Valery Shuvalov, modificado de Ormö et al. (2013).

ter concéntrico (Fig. 6), con un amplio cráter exterior en los sedimentos y una estructura de cráter menor que se desarrolla en las profundidades del zócalo. Un caso extremo de este tipo de zonas de impacto son los ambientes marinos someros. Para impactos en zonas marinas donde el diámetro del proyectil es igual o mayor que la profundidad del agua, el cráter transitorio que se produce es muy concéntrico, implicando la columna de agua, los sedimentos del fondo marino y el zócalo, más denso y resistente. A este tipo de cráteres también pueden faltarles la lámina de rocas fundidas (ver más adelante) o el borde elevado de cráter. Además, el resurgir del mar tras el impacto genera depósitos característicos dentro y cerca del cráter, así como surcos radiales a través del borde del cráter. Un ejemplo notable es el cráter enterrado de Kamensk (Ucrania), y varios cráteres de impactos marinos del Paleozoico en el Escudo Báltico, de los cuales el cráter Lockne se encuentra entre los más conocidos debido a su geología muy bien conservada y bien expuesta.

También se debe tener en cuenta el ángulo de la trayectoria de impacto con la superficie. En los impactos a hiper-velocidad, los ángulos inferiores a 45 grados condicionan mucho la distribución de eyecta y si son inferiores a 12 grados, crean cráteres notablemente elongados. En los cráteres de baja velocidad, los efectos de distribución de la eyecta y la elipticidad del cráter, se producen incluso con ángulos de impacto mayores.

Impactitas

La clasificación de las litologías que se generan durante la formación de una estructura de impacto es un tema controvertido y, a menudo, objeto de

acaloradas discusiones. Para simplificar, se ha acuñado un término: impactita. Su definición en inglés en Wikipedia (consultada el 20-01-2014) es que se trata de “Un término informal que describe una roca creada o modificada por el impacto de un meteorito. El término abarca rocas impactadas con metamorfismo de choque, rocas fundidas (suevitas) y mezclas de las dos, así como rocas sedimentarias con componentes significativos derivados de impactos (granos de minerales chocados, tectitas, señales geoquímicas anómalas, etc.)”. Por lo tanto, comprende rocas formadas durante todas las etapas del proceso de la formación de cráteres. Por ejemplo, pueden ser el resultado del choque durante la etapa de contacto y compresión, descompresión, brechificación, fusión y eyección durante la etapa de excavación, y transporte y resedimentación durante la etapa de modificación. Un primer orden de división de las impactitas establece: rocas chocadas, brechas de impacto y rocas fundidas de impacto (entre las que se encuentran las conocidas tectitas). Cada grupo se subdivide independientemente de su marco geológico (ver Stöffler y Grieve, 2007).

Rocas chocadas

Estas rocas no tienen textura de brecha, no se originan por fundido y presentan efectos inequívocos de metamorfismo de impacto, es decir, metamorfismo de choque de alta presión. El paso de una onda de choque a través de una roca genera varios cambios irreversibles que afectan a la estructura y/o composición de la roca o mineral afectados. Las evidencias de metamorfismo de impacto incluyen minerales chocados (*shocked minerals*) y conos astillados (*shatter cones*, Fig. 7). Tales características de diagnóstico a veces puede confundirse con otras estructuras similares que se encuentran en el registro geológico, por ejemplo, láminas de Boehm y lineaciones de plano de falla, respectivamente.

En los estudios de impacto de meteoritos, con frecuencia se utiliza el cuarzo como mineral chocado. Ello se debe a su abundancia en el registro geológico, a su aspecto homogéneo bajo el microscopio petrológico y a su dureza y resistencia a la erosión. Durante un impacto, un grano de cuarzo de la roca impactada puede desarrollar características de deformación planar, que son planos de discontinuidad paralelos con espaciado de micras y con determinadas direcciones con respecto a la estructura cristalográfica de los granos.

Los conos astillados son estructuras de penetración de orden centimétrico a métrico. Son superficies en forma de cono que se parecerían a apilamientos



Fig. 7. Conos astillados en calizas de la estructura de impacto de Gosses bluff (142 Ma, Australia). La propagación de la onda de choque es de la parte de arriba de la imagen hacia abajo.

de barquillo de helado de cucurucho. Su formación todavía no se comprende completamente, pero puede ser el resultado de una rápida compresión y/o descompresión de la roca. La superficie de cada cono presenta lineaciones, que en rocas de grano fino pueden formar patrones de ‘cola de caballo’, que se extienden desde el vértice del cono hasta su base. Estas alineaciones pueden ser indicativas del sentido de propagación (directa o reflejada) de las ondas de choque aunque se han encontrado conos señalando en varias direcciones con respecto al punto de impacto. Los conos astillados se desarrollan bien en litologías de grano fino, normalmente en calizas de textura *mudstone*. En rocas de grano grueso o cristalinas (granitos, etc), estas estructuras están menos desarrolladas.

Brechas de impacto

Las brechas son rocas formadas por fragmentos rotados y angulares de uno o diferentes tipos de rocas (brechas monomícticas y polimícticas, respectivamente). Las brechas de impacto se forman por la ruptura física de las rocas impactadas, y también pueden someterse a transporte y resedimentación. Las brechas denominadas autóctonas permanecen donde se formaron (de ahí su nombre), generalmente por debajo del fondo del cráter o en su borde. Las brechas parautóctonas son el resultado de movimientos de corta distancia, como una caída por lo general dentro del cráter, para formar un depósito lenticular de brechas. Las brechas alóctonas resultan de un transporte largo, como por ejemplo el material expulsado desde el cráter y/o como material transportado en el cráter por el resurgir del agua de mar en los impactos marinos (brechas de resurgencia). Según su textura, todas las brechas se pueden subdividir en las sostenidas por la matriz (los clastos se suspenden en una matriz sin contacto entre ellos), y las sostenidas por los clastos.

Rocas fundidas de impacto

Las rocas fundidas de impacto son rocas cristalinas o vítreas que se solidificaron a partir de una fusión de impacto. Estas rocas se encuentran generalmente dentro de los cuerpos lenticulares de brecha del cráter y pueden, por lo tanto, contener fragmentos de roca impactada (líticos) en cantidades diversas (ricas, pobres, o exentas de líticos). Dependiendo del tamaño del cráter y del tipo de rocas impactadas, el volumen de fundidos presentes puede variar desde sólo algunos cuerpos menores en cráteres pequeños a grandes capas de fusión en los más grandes. Rocas con mucha porosidad, como por ejemplo muchas ro-

cas sedimentarias, tienden a fundirse más fácilmente que una roca más masiva. Además, la mineralogía de la roca impactada también afecta a la cantidad de masa fundida que se produce.

Los fundidos de impacto también pueden ser expulsados fuera del cráter para formar fragmentos de fusión (a menudo vítreos) que se encuentran dentro de material expulsado (eyecta). Un ejemplo clásico es la llamada suevoita del cráter Nördlinger - Ries en Alemania (Fig. 8), una brecha con una gran cantidad de fragmentos de fusión vítreos. Estos depósitos fundidos se encuentran relativamente cerca del cráter, pero también pueden ser expulsados a mayor distancia si la energía es mayor, cosa que ocurre durante la etapa temprana del proceso de formación. Las tectitas (Fig. 9) son fragmentos de fundido de impacto de textura vítrea y que se originaron básicamente a partir muy de la fusión a muy alta temperatura de la roca impactada. Las tectitas son expulsadas hacia la atmósfera y, una vez solidificadas, caen como gotas de vidrio que se pueden encontrar a decenas de miles de kilómetros de distancia del punto de impacto. Las tectitas son conocidas en unas pocas áreas o campos (*strewn fields*) del planeta Tierra que están literalmente ‘sembradas’ de ellas. Estos campos están bien definidos y se encuentran alejados de su cráter de impacto que las generó, que en un par de casos aún está por descubrir. El más grande de la Tierra es la del campo australasiático, que se formó en 0,8 Ma y se extiende por Indochina y gran parte del Pacífico. Otro ejemplo clásico es el de las moldavitas del centro de Europa, relacionadas con la estructura del cráter Ries, que se formó en 15 Ma (Fig. 9). Otros ejemplos son los de Costa de Marfil o el de Texas y Georgia (EE.UU.).

Un caso particular de tectitas es el de las microtectitas, resultante de la fusión y la vaporización del meteorito y la roca impactada. Su tamaño es submilimétrico y su forma es esférica o de gota alargada. Generalmente tienen una textura vítrea, pero cuando presentan algunos cristales se denominan como microcristitas. Los microtectitas del impacto de Chi-

Fig. 8. Brecha de impacto con gran cantidad de fragmentos vítreos de fusión (oscuros) envueltos en una matriz con líticos (claros), en el cráter de Ries (15 Ma, Alemania).

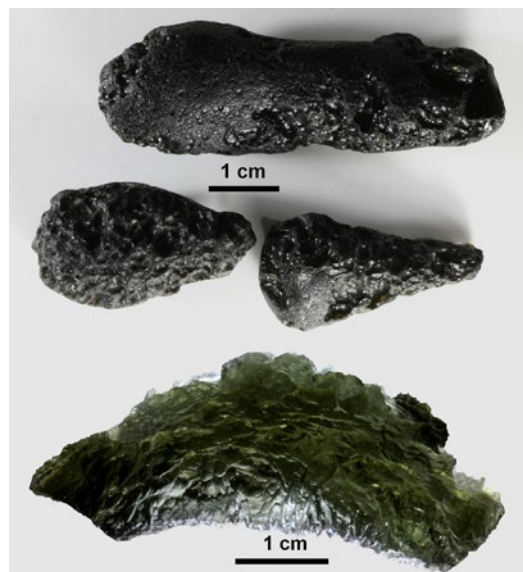


Fig. 9. Tectitas. Arriba: ejemplares del campo australasiático (0,8 Ma), con formas alargadas o de gota procedentes de China. Abajo: ejemplar de Moldavita, de Bohemia, relacionadas con el impacto de Ries (15 Ma, Alemania).

cxulub en México tienen una distribución mundial y proporcionan un marcador de tiempo único en cientos de sucesiones estratigráficas. En algunas secuencias arqueanas, por ejemplo en África, existen capas de esférulas de hasta un par de dm. Estas atestiguan impactos muy grandes en aquel momento, a pesar de que los cráteres no hayan sobrevivido al paso del tiempo.

Otros productos de impacto: el componente meteorítico

Dependiendo de la magnitud del evento de impacto, el objeto impactante se puede destruir parcial o completamente por su fragmentación, fusión y vaporización. En el primer caso es incluso factible encontrar fragmentos de meteoritos en el lugar de impacto. En el último caso no habrá restos macroscópicos, pero todavía existe la posibilidad de encontrar las huellas químicas del meteorito. Estas huellas se pueden encontrar en las impactitas, que han estado en contacto con la fusión y/o vaporización del meteorito. Tales características químicas consisten en el enriquecimiento de los elementos que son escasos en la corteza de la Tierra pero que pueden ser abundantes en los meteoritos, es decir, los elementos del grupo del platino (Pt, Ir, Ru, Rh, Pd y Os). El gran evento de impacto que causó la desaparición de los dinosaurios a finales del período Cretácico se detectó por primera vez como iridio (Ir) en un estrato de extensión global situado en el denominado límite K/Pg (o más informalmente, K/T) varios años antes de descubrir el propio cráter enterrado en Chicxulub (México).

EFFECTOS DESTRUCTIVOS Y BENEFICIOSOS DE LOS IMPACTOS CÓSMICOS

Efectos económicos

Los efectos económicos beneficiosos de los impactos se obtienen de los cambios que la roca impactada puede experimentar. Un primer beneficio económico puede ser consecuencia la deformación de las rocas sedimentarias potencialmente ricas en yacimientos de hidrocarburos. La fracturación o el plegamiento de la roca impactada pueden proporcionar una roca almacén donde los hidrocarburos se pueden acumular. De esta manera, la deformación de la roca debido a un impacto puede condicionar el sitio (trampa) donde se localizan los hidrocarburos. De particular importancia son las fallas en anillo que se producen cuando el borde del cráter colapsa, y el gran espacio de poro que proporcionan las brechas tanto de impacto como sedimentarias, e incluso algunos casos de carstificación de la caliza brechificada del borde del cráter. El recubrimiento (*cap rock*) que sella el yacimiento y retiene los hidrocarburos está formado por rocas impermeables que generalmente son de origen sedimentario pero que pueden llegar a ser los propios niveles de fundido de impacto. Los ejemplos de los yacimientos de hidrocarburos dentro de las estructuras de impacto son los reservorios de petróleo y/o gas de Red Wing Creek, Avak y Ames (Dakota del Norte, Alaska y Oklahoma, respectivamente, EE.UU.) y el de Campeche (El cráter de Chicxulub, Golfo de México).

Un segundo interés económico (ver Grieve et al. 2013) son los yacimientos minerales que son conse-

cuencia de un gran impacto en rocas cristalinas (metamórficas o ígneas). Por un lado, el impacto puede generar fracturas profundas por debajo de la cráter, que junto con el calor del gran cuerpo fundido y el levantamiento de rocas calientes y profundas de la corteza, combinado con la circulación de agua subterránea, puede generar un complejo hidrotermal similar a los más comúnmente asociados con cámaras magmáticas y vulcanismo. Así, el agua profunda se calienta y disuelve elementos de minerales presentes en las rocas profundas. La circulación de agua por convección trae agua enriquecida en ciertos elementos de nuevo a la superficie o a poca profundidad donde los elementos reprecipitan y se concentran dando lugar al yacimiento. Este es el caso de los yacimientos de U y Fe de los impactos de Ternovka (Ucrania), U de Carswell (Canadá), y U y Au en Vredefort (Sudáfrica), la zona aurífera más rica del mundo. Un ejemplo un tanto especial lo encontramos en Sudbury (Canadá), que contiene los yacimientos más grandes del mundo de minerales de Ni-Cu, y donde la fuente de níquel podría ser el cuerpo impactante, aunque los datos isotópicos sugieren que el azufre acompañante es de origen cortical. Por otro lado, hay depósitos de mineral singenéticos, donde los minerales se formaron en la roca impactada en conexión directa con el proceso de impacto. Tales ejemplos incluyen diamantes de impacto y derivan de rocas carbonosas, carbón o minerales como el grafito, que sufrieron presiones de choque muy altas, como por ejemplo ocurrió en los impactos de Popigai (Siberia) o Zapadnaya (Ucrania).

Efectos en la vida

El impacto de un meteorito de gran tamaño puede ser devastador para la vida. A escala local un impacto puede crear un terremoto y/o un tsunami. La explosión asociada también genera un estallido de aire y calor (véase, por ejemplo, Chapman, 2004). El impacto de Chicxulub, probablemente el más grande en la Tierra durante el Fanerozoico, produjo la extinción en masa que se conoce mejor. Varios grupos de organismos se extinguieron completamente, principalmente debido al polvo que el impacto envió a la atmósfera superior. Esto creó una oscuridad que hizo bajar las temperaturas e interrumpió la fotosíntesis, llevando al colapso de la cadena trófica. Además, la eyecta caliente creó incendios forestales. Posiblemente el efecto más fuerte vino de las lluvias ácidas globales causadas por el impacto, que se produjo en sedimentos particularmente ricos en azufre, lo que redujo el PH de los mares. En los mares, bivalvos como los rudistas o inocerámidos o cefalópodos como los belemnites, desaparecieron por completo. Entre la microfauna marina, el 75 % de los foraminíferos planctónicos y 90 % de las especies nanoplancton calcáreos desaparecieron. Las especies bentónicas calcáreas también se vieron seriamente afectadas, con la desaparición de la mayoría de macroforaminíferos, de corales y de braquiópodos. Los reptiles marinos de gran tamaño y los reptiles voladores (pterosaurios) también se extinguieron. En tierra los dinosaurios también se extinguieron. Los pájaros, que también pertenecen al clado de los dinosaurios, se extinguieron parcialmente. La mitad de las especies de cocodrilos, también desapareció. A pesar de que sólo una quinta

parte de los marsupiales se escapó de la extinción, los ganadores fueron los pequeños mamíferos, que habían vivido a la sombra de los dinosaurios durante millones de años.

Como en cualquier extinción, las nuevas condiciones ambientales y tróficas que se generan proporcionar oportunidades para la evolución de nuevas formas de vida. De no haberse producido el impacto de Chicxulub que favoreció la posterior diversificación de los mamíferos, la especie *Homo sapiens* no existiría. Asimismo la historia del género *Homo* (aparecido alrededor de 2 Ma), también estaría condicionada por los impactos de meteoritos, como cuando en 0,8 Ma en Asia occidental: la expansión de las herramientas de corte de piedra “modernas” acheulenses, que sustituyeron a las “viejas” herramientas olduvaienses. Este cambio cultural ha sido relacionado con los efectos ambientales causados por el impacto del meteorito que generó el campo de tectitas australasiático. Tales tectitas se encuentran junto con el primer Acheulense de la zona arqueológica de Bose, en China (ver Yamei et al., 2000).

El hidrotermalismo resultante de un impacto (o de otro origen) también crea ambientes extremos, donde sólo los microorganismos simples pueden soportar la acidez, salinidad y temperatura altas. Varias teorías astrobiológicas afirman que este tipo de microorganismos que viven actualmente en la Tierra (esporas, bacterias, etc), indirectamente podrían tener su origen en otros planetas donde el desarrollo de este tipo de ambientes precedieron a los de la Tierra. La expulsión, el transporte, y la llegada de los compuestos básicos de la vida a la Tierra, podrían ser el resultado de un impacto cósmico. Los compuestos orgánicos básicos para la formación de vida (aminoácidos etc.), parecen ser abundantes en los asteroides progenitores de los meteoritos conocidos como condritas carbonáceas y los cometas (Brownlee et al., 2006, Trigo-Rodríguez 2012). Los impactos de estos objetos cometarios no sólo habrían traído las semillas para la vida temprana de nuestro planeta, sino que también podrían haber abonado o favorecido las condiciones hidrotermales extremas necesarias para la evolución de los microbios.

BIBLIOGRAFÍA

- Baldwin, R. B.. (1949). *The face of the moon*. Univ. of Chicago Press
- Bland, P.A. y Artemieva, N.A. (2003). Efficient disruption of small asteroids by Earth's atmosphere. *Nature* 424, 288-291.
- Bourgeois, J. y Koppes, S. (1998). Robert S. Dietz and the identification of impact structures on Earth. *Earth Sciences History* 17 (2): 139-156.
- Brownlee, D. et al. (2006). Comet 81P/Wild 2 Under a Microscope, *Science* 314, 1711-1716.
- Canup, R.M. (2008). Lunar-forming collisions with pre-impact rotation. *Icarus* 196, 518-538.
- Chapman C. R. (2004). The hazard of near-Earth asteroid impacts on Earth. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 222, 1-15.
- French, B.M. (1998). 'Traces of catastrophe'. A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures. Descarga permitida en:

Gault, D.E., Quaide, W.L. y Oberbeck, V.R. (1968). Impact cratering mechanics and structures. In B.M. French and N.M. Short (Eds.) *Shock Metamorphism of Natural Materials*. Mono Book Co., Baltimore, Md., pp. 87-89.

Gersonde, R., Kyte, F.T., Bleil, U., Diekmann, B., Flores, J.A., Gohlk, K., Grahl, G., X Hagen, R., Kuhn, G., Sierro, F.J., Völker, D., Abelmann, A. y Bostwick, J.A. (1997). Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean. *Nature*, 390 (6658):357-363.

Gomes, R., Levison, H. F., Tsiganis, K., Morbidelli, A. (2005). Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets. *Nature* 435, 466-469.

Grieve, R.A.F. (2013). Economic deposits at terrestrial impact structures. In *Impact Cratering, processes and products*. Ed. G.R. Osinski and E. Pierazzo. Wiley-Blackwell. Pp. 177-193.

Koeberl, K. (2001). Craters on the Moon from Galileo to Wegener: a short history of the impact hypothesis, and implications for the study of terrestrial impact craters. *Earth, Moon and Planets*, 85-86: 209-224.

Llorca, J. (2004). *Meteoritos y cráteres: fragmentos de otros mundos que caen en la Tierra*. Editorial Milenio, Lleida, 189 pp.

Melosh, H.J. (1989). *Impact cratering: A geologic process* (Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No. 11). Oxford University Press, New York, EUA. 245p.

Ormö, J., Rossi, A.P. y Housen, K.R., (2013). A new method to determine the direction of impact: Asymmetry of concentric impact craters as observed in the field (Lockne), on Mars, in experiments, and simulations. *Meteoritics and Planetary Science*, Vol. 48(3), 403-419.

Osinski, G. R. (2008). Meteorite impact structures: the good and the bad. *Geology Today*, 24 (1): 13-19.

Stewart, S.A.S. (2011). Estimates of yet-to-find impact crater population on Earth, *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 168, 2011, pp. 1-14.

Stöffler, D. y Grieve, R.A.F. (2007). Impactites. In *Metamorphic Rocks: a classification and glossary of terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences*. D. Fettes and J. Desmons Eds. Cambridge University Press, Cambridge. Pp 89 - 92.

Trigo-Rodríguez, J.M. (2012). *Meteoritos*, Colección ¿Qué sabemos de...?, Editorial Catarata-CSIC, Madrid.

Yamei, H., Potts, R., Baoyin, Y., Zhengtang, G., Deino, A., Wei, W., Clark, J., Guangmao, X. y Weiwen, H. (2000). Mid-Pleistocene Acheulean-like Stone Technology of the Bose Basin, South China. *Science*, 287: 1622- 1626.

RECURSOS ONLINE

Base de datos de impactos sobre la Tierra (Earth Impact Database). <http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/index.html>

Cráter del Meteorito o Barringer <http://www.barringer-crater.com/>

Descarga del libro de French (1998) sobre metamorfismo de choque. <http://www.lpi.usra.edu/publications/books/CB-954/CB-954.intro.html>

Clasificación de las impactitas de la IUGS. <http://www3.nd.edu/~cneal/Lunar-L/IUGSImpactitesPaper-2007.pdf>. ■

Este artículo fue solicitado desde ECT el día 22 de julio de 2013, y aceptado definitivamente para su publicación el 3 de diciembre de 2013